

岩石礦物礦床學會誌

第三十五卷 第一號

昭和二十六年四月一日

研 究 報 文

福島縣田村郡高野村甲森産紅柱石	大 森 啓 一
新庄盆地周邊に発達する侵入岩床群に就いて	今 田 正
樺太輪荒浜砂中の柘榴石及び普通輝石 (3)	高 橋 純 一
	北 原 順 一
鹿児島縣大口鉾山附近の岩石地質学的研究	山 本 敬

会 報

總會及連合講演会予告 昭和 25 年度会計報告

抄 録

二岩石区に於ける鉾物の頻度分布, 山形縣藏王鉾山産カオリン鉾物, Massachusetts 州 Greenwich 産褐礫石の鉛ウラン比と地質年齡, Massachusetts 州 Rockport 産鉄礫石, 地球化学に於ける酸化及び還元

東北大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

總會及連合講演會豫告 来る4月2日日本地質学会第58年総会に引続き本会第23年総会を京都大学で開催します。続いて4月3日から5日まで地質学会との連合講演会を同大学で開催しますから会員各位の御出席を希望致します。尚4月6日には三笠山の安山岩、奈良・吉野ミロナイト、奥丹後稀元素鉱物、飯盛鉱山等の見学を行ひます。講演目録は会場で御求め下さい。

昭和25年度会計報告 昭和25年4月より同26年3月末に至る本会々計を次の通り報告致しますから御諒承願ひます。

収入の部	支出の部
会費収入 83,220.00	出版費 120,567.37
雑収入(バックナン バー代を含む) ... 10,983.00	経常費
文部省科学研究費 交付金 } ... 50,000.00	{ 通信運送費 18,233.00
	{ 事務雑費 4,860.00
前年度繰越 1,289.00	予備費(繰越金) 1,831.63
計 145,492.00	計 145,492.00

二岩石區に於ける礦物の頻度分布 Tom. F. W. Barth.

オスロ (Oslo) 及び中央太平洋 (Intra-Pacific) 二岩石区 (petrographic provinces) の岩石に関する著者自身の資料に Saether (1945), Oftedahl (1946) Mac Donald (1947) 等の資料を加へ、これらを統計学的に取扱つて主要造岩鉱物の頻度分布 (frequency distribution) を決定し、更に結論に於て火成岩の平均鉱物組成 (average mineral composition) に関して考察している。(Jour. Geol. Vol. 57, No. 1. p. 55—61, 1949) (早川)

山形縣藏王礦山産カオリン礦物 須藤俊男, 河嶋千尋, 田崎秀夫

山形縣南村山郡中川村藏王鉱山の硫黄鉱床に伴ふ一つの白色粘土鉱物が性質はカオリンに近似するが諸種の点で僅かな特性差があり、種々の研究結果(光学的性質, 化学分析, X線, 熱的性質, 電子顯微鏡)により原試料のハロイサイトに近い鉱物であることを明かにしてゐる。即ち藏王鉱山産のカオリン鉱物は結晶度の比較的高いハロイサイトに屬するものと考へられること並びに結晶度に就ての須藤氏の從來の推定事項と英國のブリンドレー教授の同問題に対する推論とを文末に言及している。(鉱業協会誌 58, No. 643, 1950) [川村]

Massachusetts 洲 Greenwich 産褐礫石の鉛ウラン比と地質年齢 Marble, J. P., 表記の Monson 花崗閃緑岩中のペグマタイトから産出した褐礫石は 0.03% Pb, 1.53% Th, 0.095% U を含有している。これから算出された地質年齢は約 390×10^6 年である。(Am. Min. 35, 845—852, 1950) [大森]

Massachusetts 洲 Rockport 産鐵礫石 Palache, C., Massachusetts 州 Cape Ann に於ける鐵礫石の4ヶ所の産状を記している。此等は總て花崗岩質ペグマタイトに産し、又總て捕獲岩の見られることから、本岩に依つて貫ぬかれている、鐵礫石を含んだノルドマルの花崗岩に成因的に關係があらう。(Am. Min. 36, 877—881, 1950) [大森]

岩石礦物礦床學會誌

第三十五卷 第一號

(昭和二十六年四月一日)

研究報文

福島縣田村郡高野村甲森産紅柱石

A new occurrence of andalusite from a pegmatite at
Kabutsu, Takano Village, Fukushima Prefecture.

大森 啓一 (Keiichi Omori)

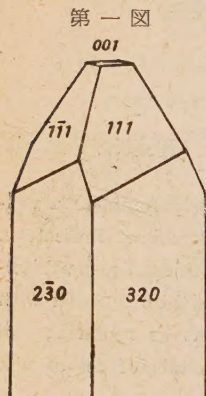
Abstract The andalusite here described was newly found in a pegmatite at Kabutsu, 5 km north of Miharu Town, Fukushima Prefecture. Essential minerals of the pegmatite are quartz and microcline-perthite. Andalusite as an accessory mineral was found in the perthite together with muscovite. The andalusite of rose red color is abundant as radial masses 5 to 20 cm in length and includes several small crystals of fergusonite and corundum.

The specific gravity determined by a pycnometer was $G_{40}^{21^{\circ}} = 3.150$. Color is red in thin-section and its pleochroism is strong. $X = \text{rose red}$, $Y = Z = \text{colorless}$. The refractive indices are: $\alpha = 1.632$, $\beta = 1.638$, $\gamma = 1.642$, $\gamma - \alpha = 0.010$. The optic axial angle measured by a universal stage is $(-)$ $2V = 83^{\circ}$. The result of chemical analysis by S. Hasegawa of our Institute, is given in Table I. The formula of the andalusite calculated by Tom. Barth's method is expressed as $(\text{Al}_{65.1} \text{Fe}_{30.7}^{3+}) \text{Si}_{35.2} \text{O}_{160}$. As shown in Table II, the rose red color of the andalusite increases in intensity with an increase of Fe^{3+} ion. The relations between the crystal structure and the optical properties (Table III) of the andalusite, sillimanite and cyanite are described.

紅柱石の産状

阿武隈地方には多数のペグマタイトがあり、主なるものは北から宮城県伊具郡大張村、耕野村附近¹⁾、福島県伊達郡白根村附近、同郡飯坂村、川俣町附近²⁾、安達郡白岩村附近、田村郡高野村附近、同郡三春町附近、石川郡小塩江村埋平附近³⁾、同郡大森田村、須釜村森殿附近⁴⁾、同郡野木澤村、石川町附近⁵⁾等であるが、紅柱石は白岩村より北方には見当らず、高野村より南方に産する。紅柱石の産出が記載されたのは、このうち埋平と森殿附近であつたが、高野村甲森(かぶつ)のペグマタイトからも多量に産することが分つた。

このペグマタイトは三春鉾山と呼ばれ、露頭の長さ約20米、厚さ約5米



の岩脈状で、N 20° E の走向と 60° SE の傾斜に沿つて約10米の深さまで、露天掘で石英とパーサイトが採掘された。石英はペグマタイトの中央部から上盤にかけて富み、パーサイトは下盤に多い。このパーサイトの中に、約5~20 ㎞大の紅柱石と白雲母が産する。即ち紅柱石はペグマタイトの下盤に産し、上盤には見られない。上盤には黄鉄鉱が局部的に集合している。

紅柱石は2 ㎞大のフェルグソン石と銅玉を包裹している。フェルグソン石は第一図に掲げた様な(320)、(230)等の正方第三柱面と、(111)、(11̄1)等の正方第一錐面より成り、(001)底面は小さい。

フェルグソン石はパーサイト中に産することもある。

ペグマタイトの両側は文字花崗岩を経て花崗斑岩に接し、花崗斑岩は片

- 1) 渡邊万次郎, 宮城県の地下資源, 105, 昭 25.
渡邊万次郎, 未開發資源調査報告, 23, 昭 11.
- 2) 渡邊万次郎, 福島県の地下資源, 112, 昭 25.
飯盛里安, 畑智, 飯盛武夫, 理研英文報告, 34, 昭 13, 36, 昭 14, 理研彙報, 17, 昭 13, 19, 昭 15.
- 3) 柴田秀賢, 地質学雑誌, 55, 135, 昭 24. 56, 243, 昭 25.
- 4) 柴田秀賢, 地質学雑誌, 40, 384, 昭 8.
- 5) 北条敏太郎, 工業原料鉱物調査報告, 3, 大 10.
門倉三能, 地学雑誌, 28, 748, 大 5.
神津淑祐, 待塚勇, 岩礦 19, 1, 昭 13.
神津淑祐, 河野義礼, 岩礦 20, 210, 昭 13.
神津淑祐, 鶴見志津夫, 岩礦 2, 211, 昭 4.

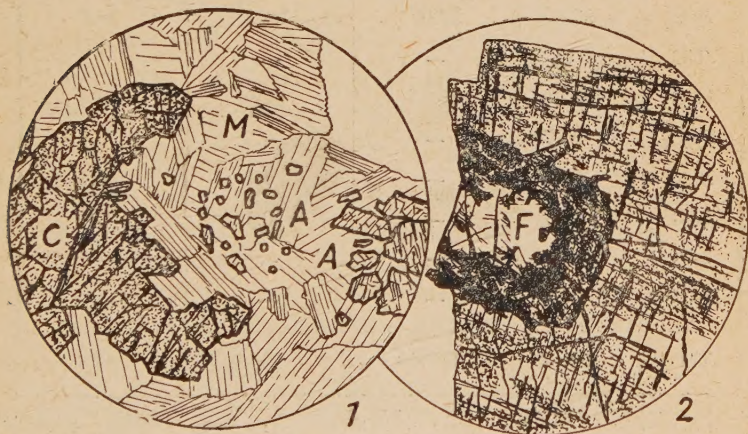
状閃雲花崗閃緑岩を貫ぬいている。当地附近では一般にペグマタイトは花崗斑岩の中が又はこの周囲の閃雲花崗閃緑岩中に分布している¹⁾。紅柱石はペグマタイト岩漿が雲母片岩や侵入片麻岩等の礫土質岩石を捕獲して同化したために生じたのであろう。

紅柱石の光學的性質と化學成分

この紅柱石は肉眼的に暗紅色を呈し、又単結晶は見られず、何れも細柱状結晶の放射状集合体である。硬度は約 7.5 度で、又比重嚚で測定された比重は $G_{40}^{21} = 3.150$ である。

顯微鏡下では、第二図 (1) に示された様に、紅柱石は鋼玉と共に白雲母の中に包裹されている。紅柱石の細長い結晶が白雲母の劈開面に沿つて包裹されていることもある。第二図 (2) に微斜長石パーサイトの中に包裹されたフェルグソン石の (001) 薄片図を掲げる。フェルグソン石は黄褐色を

第 二 図



1. A: 紅柱石 (Andalusite), C: 鋼玉 (Corundum), M: 白雲母 (Muscovite).
2. Fergusonite included in microcline-perthite (F: フェルグソン石)

呈し、光学性は一軸負性である。この周縁は分解して屈折率の高い透明な鉱物と黒色不透明な鉱物とに変わつている。フェルグソン石の周囲のパーサイトは劈開にそつて著しくカオリン化している。

紅柱石は交叉ニル間で直消光をなし、X 軸が結晶の伸長方向に平行であるので、伸びの光学性質は負性である。経緯鏡台で測定された光軸角は $2V = 83^\circ$ で、光学性は負性である。

1) 地質の詳細については別の機会に述べることにする。

又多色性が著しく、薄片を廻転すると紅色から無色に色が変化し、この軸色は X = 淡紅色、 Y = 無色、 Z = 無色である。即ち結晶の伸びの方向が偏光 = コルの振動方向と平行の時に、結晶は淡紅色を呈する。

浸液法で測定された屈折率は

$$\alpha = 1.632, \beta = 1.638, \gamma = 1.642, \gamma - \alpha = 0.010$$

で、この最大複屈折 ($\gamma - \alpha$) は石英の複屈折に近似するため、約 0.03 耗の普通の厚さの薄片では干渉色は白色である筈であるが、多色性のために淡紫色となる。

この紅柱石の新鮮な部分に就いて長谷川修三学士が化学分析を行つた結果は第一表 (1) の如くである。同表 (2) に Al_2SiO_5 の理想化学式から得ら

第 一 表 (Table I)

	(1) Wt%.	(2) Theoretical Wt. %	(3) Equ. Mol. %	(4) No. of cations in standard cell.
SiO ₂	37.30	37.07	34.2	33.2
TiO ₂	tr.	—	—	—
Al ₂ O ₃	60.00	62.93	64.9	63.1
Fe ₂ O ₃	0.97	—	0.7	0.7
MgO	0.05	—	0.1	0.1
CaO	0.37	—	0.1	0.1
H ₂ O(+)	0.42	—	—	—
H ₂ O(—)	0.23	—	—	—
Total	99.34	100.00	100.0	97.2

れた重量百分率を掲げる。又この分析結果から、Tom. Barth¹⁾ の方法に

- 1) Barth, Tom. F. W., Journ. Geol. **56**, 50, 1948. 計算の仕方は次の様である。重量百分率で示された數値を、それぞれの酸化物の当量分子重量 (equivalent molecular weight) で割る。例えば SiO₂ の數値は 60.06 で割り、MgO の數値は 40.32 で割り、1 個の陽イオンを含む酸化物は全部この様にする。次に 2 個の陽イオンを含む酸化物は、その重量の 1/2 で割る。例えば Al₂O₃ は $50.97 (= \frac{1}{2} \times 101.94)$ で割る。この様にすると、陽イオンの割合が得られるから、これを 100 % に計算しなおして、当量分子百分率 (Equ. Mol. %) とする。次にこの陽イオンの割合を示す數値を標準格子 (standard cell) の陽イオンの數を示す様に換算する。この際一つづつの陽イオンと結びついてゐる、 $\frac{1}{2}$, 1, $1\frac{1}{2}$ 或は 2 個の酸素イオンがあること、又この酸素イオンの合計が 160 になるべきことを念頭に置く。

基いて当量分子百分率 (equivalent Mol. %) を求めると (3) の如く、更にこれから O イオン 160 個と結びついた、標準格子 (standard cell) に伴う陽イオン数を求めると (4) の如く、 $\text{Si}=33.2$, $\text{Al}=63.1$, $\text{Fe}^{3+}=0.7$, $\text{Mg}=0.1$, $\text{Ca}=0.1$, 合計 97.2 個となる。Mg イオンと Ca イオンは微量であるのでこれを除外すると、本紅柱石の化学式は理想式 $\text{Al}_{64} \text{Si}_{32} \text{O}_{160}$ に対して $(\text{Al}_{63.1} \text{Fe}^{3+}_{0.7}) \text{Si}_{33.2} \text{O}_{160}$ となる。即ち標準格子内の Al イオンの 1 個が Fe^{3+} イオンでおきかえられた紅柱石である¹⁾。

次に文献に見出された主な紅柱石に就いて同様な計算を行い、これをその屈折率、光軸角、比重及び多色性と比較すると第二表の様である。第二表及び第三図から明かな様に、屈折率は Al イオンを Fe^{3+} イオンが置換す

第 二 表 (Table II)

No.	No. of cation in standard cell				Index of refraction			Optic axial angle (2V)	Specific gravity	Color in section
	Al	Fe^{3+}	Si	Total	α	β	γ			
1	63.3	0.2	32.5	96.0	1.631	1.638	1.643	—	3.143	light rose
2	64.2	0.4	32.6	97.2	1.629	1.633	1.639	83°	3.137	"
3	64.9	0.4	31.5	96.8	1.634	1.639	1.645	83	3.13	"
4	61.7	0.7	34.0	96.4	—	—	—	—	—	—
5	63.1	0.7	33.2	97.0	1.632	1.638	1.642	83	3.150	rose red
6	63.0	0.9	32.1	96.0	1.634	1.639	1.643	—	3.154	"
7	63.7	1.0	32.0	96.7	1.632	1.638	1.643	—	—	blood red
8	—	—	—	—	1.633	1.639	1.644	84	—	red
9	63.0	1.3	32.5	96.8	1.629	1.633	1.639	—	3.139	—
10	64.0	1.6	31.6	97.2	1.637	1.641	1.646	(75)	3.16	deep red
11	—	—	—	—	1.640	1.644	1.647	85	—	deep red

(1) and (6) Sekanina, J., *Casopis Mor. Zeniskeho Musea.*, **26**, 1-112, 1928.

(2) and (9) Ellsworth, H.V. and Jolliffe, F., *Univ. Toronto Studies. Geol. Ser.*, **40**, 71-81, 1936/37.

(3) and (10) Macdonald, G.A. and Merriam, R., *Am. Min.*, **23**, 588-594, 1938.

(4) Harada, Z., *Jour. Fac. Sci. Hokkido Imp. Uni. (IV)* **3**, 302, 1936.

(5) Present data.

(7) Simpson, E. S., *Jour. Roy. Soc. West. Australia*, **17**, 137-149, 1930/31.

(8) Taubert, E., *Zeit. Krist.* **44**, 313, 1908.

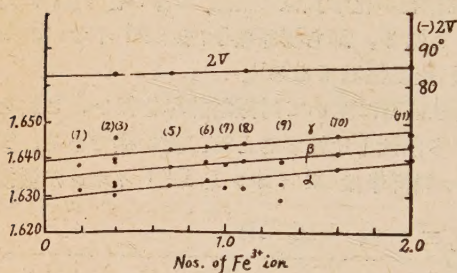
(11) Wülfing, E.A., *Sitz. Akad. Wiss. Heidelberg. (A)* **12**, 1917.

るにつれて高くなり、光軸角も少しではあるが大きくなる。比重も大きく

1) これを Al_2SiO_5 の化学式で表わすと、 $(\text{Al}_{1.97} \text{Fe}_{0.02}) \text{Si}_{1.04} \text{O}_5$ となる。

なる傾向を示し、色も濃くなる。屈折率は、標準格子に就いて、Al イオンを Fe^{3+} イオンが 1 個置換する毎に、 $\alpha=0.0050$, $\beta=0.0045$, $\gamma=0.0045$ 程度高くなる。又光軸角は約 $2V=1.5^\circ$ 大きくなる。(Thiele¹⁾) は紅柱石其

第三図



他の鉱物に就いて、 Al_2O_3 を Fe_2O_3 が置換するにつれて、平均屈折率が高くなることを述べているが、その数値を示していない。

結晶構造と光學的性質の關係

紅柱石 (andalusite) は珪線石 (sillimanite), 藍晶石 (cyanite) と共に化学式が Al_2SiO_5 で示され、同質多像の例として著名である²⁾。この三鉱物の光学的方位 (optical orientation), c 軸方向から見た結晶構造³⁾ 及び屈折楕円体 (indicatrix) を比較して第四図に掲げる。

こゝに結晶構造は各イオンの配位が分り易い様に、Al イオンをとりまく O イオン及び Si イオンをとりまく O イオンの中心をそれぞれ結んで得られた多面体で表わされている⁴⁾。

紅柱石と珪線石の単位格子⁵⁾ の、四隅と中心に見られる八面体は Al イオンを 6 個の O イオンが八面体状にとりまいたものである。Al イオンの O イオンに対する配位数は 6 であるので、 Al^{VI} として表わされている。この様な八面体は互いに稜を共有して c 軸方向 (紙面に垂直) に伸びている。即ち Al^{VI} -O 八面体の単鎖 (single chain) が c 軸方向に伸びている。この単鎖と単鎖との間に、Si イオンと Al イオンが交互に位置している。Si イオンは紅柱石でも珪線石でも 4 個の O イオンで四面体状にとりまかれている。これは Si^{IV} として示されている。Si イオンの上下又は左右の Al イ

1) Thiele, E., *Chemie d. Erde.* **13**, 64, 1940 (この要旨は大森啓一, 岩礦 **28**, 29, 昭 17 にあり)

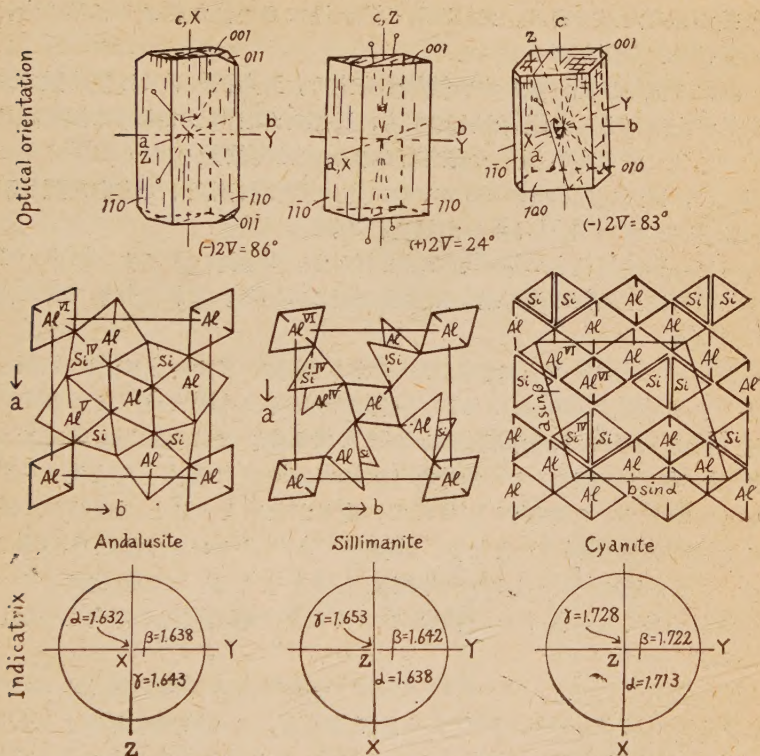
2) 此等三鉱物の安定關係を都城秋穂学士が論じている (地質学雑誌 **55**, 218, 昭 24)

3) Hey, J. S. and Taylor, W.H., *Zeit. Krist.* **80**, 428, 1931.
Naray-Szabo, Taylor and Jackson, *Zeit. Krist.* **71**, 117, 1929.

4) これは屢々 Pauling が用いている表現法である。

5) 何れも正方晶系に近い斜方晶系で、単位格子中には Al_2SiO_5 の 4 分子が含まれている。

第 四 図



オンは配位数が紅柱石と珪線石とで異なる。紅柱石では5個のOイオンで凸六面体状にとりまかれた、配位数5の Al^{IV} イオンがあり、珪線石では4個のOイオンで四面体状にとりまかれた、配位数4の Al^{IV} イオンがある。藍晶石では6個のOイオンが八面体状にとりまいた配位数6の Al^{VI} イオンのみが見られる。

珪線石では Si^{IV} -O四面体と Al^{IV} -O四面体が互いに結びついて、角閃石族に見られる様な複鎖を(double chain)作り、これがc軸方向に伸びている。即ち珪線石では単鎖と複鎖の鎖状体がc軸方向に伸びているので結晶はその名に示された様に針状になり易いのであろう。

- 1) Al^{IV} の多面体は図では四面体の様に見えるが、これは5隅の凸六面体を一稜に平行に眺めたものである。

紅柱石では図から明かな様に、この種の複鎖が見られない。紅柱石の劈開が珪線石と異なるのは、単鎖の向きが違ふこととこれ等鎖状体の結合様式に差があるためである。又紅柱石や藍晶石に多色性が認められるのも、この鎖状体に関係がある。

一般に高温では配位数の少ない結晶が安定で、又高压¹⁾下では配位数の多い結晶が安定である。温度が上つても、又圧力がさがつても常に配位数は減少する²⁾。最も高い温度で安定な珪線石には配位数の少ない Al^{IV} イオンが見られ、又歪力鉱物 (stress mineral)³⁾ と呼ばれ高压下で安定な藍晶石には配位数の多い Al^{VI} イオンが見られる。

此等三鉱物は何れも Al_2SiO_5 で示されるが、2 個の Al イオンの中の 1 個がこの様に三鉱物の間で違つた役割を演じている。これに就いて更に論じて見よう。

紅柱石の Al^{IV} イオンとこれを取りまく 5 個の O イオンとの間の距離を求めると平均値は 1.86 \AA である。同様に珪線石の $Al^{IV}-O$ イオン間距離の平均値は 1.67 \AA で、藍晶石では 2.05 \AA である。この様に Al-O イオン間距離が異なるのはイオンの分極 (polarization) に基くものと考えられている。O イオンの半径が 1.32 \AA で、変りがないとすると、紅柱石の Al^{IV} イオンの半径は 0.54 \AA ⁴⁾ となり、珪線石の Al^{IV} イオンの半径は 0.35 \AA となり、又藍晶石の Al^{VI} イオンの半径は 0.73 \AA となる。この変化はイオンの配位数が多くなる程イオン半径が大きくなる一般的变化の傾向と一致している。

この $Al^{IV} = 0.54 \text{ \AA}$, $Al^{IV} = 0.35 \text{ \AA}$, $Al^{VI} = 0.73 \text{ \AA}$ の半径を鉄イオンの半径、 $Fe^{3+} = 0.67 \text{ \AA}$, $Fe^{2+} = 0.83 \text{ \AA}$ と比較すると、こゝに興味あることが見出される。即ち紅柱石の Al^{IV} イオンは Fe^{3+} イオンよりやや小さく、藍晶石の Al^{VI} イオンは Fe^{3+} イオンと Fe^{2+} イオンの中間で、又珪線石の Al^{IV} イオンは何れの鉄イオンよりも遙かに小さい。

従つて紅柱石の Al^{IV} イオンはその極く一部を Fe^{3+} イオンで置換され得るであろう。又藍晶石の Al^{VI} イオンは Fe^{3+} イオンと Fe^{2+} イオンで置換され得るであろう。併し珪線石の Al^{IV} イオンは Fe^{3+} でも Fe^{2+} でも置換され難いであろう。上述の紅柱石の化学式中に見られた Fe^{3+} イオンの微量の存在はかゝる原因によるものと思う。

1) こゝに云う高压にはストレスは含まれない。

2) Goldschmidt, V. M., Kristallchemie, 1934.

3) 都城秋穂 (地質学雑誌 55, 211, 昭 24) はストレスの概念は鉱物組成を説明するためには必要でないと述べている。

4) Strunz は 0.57 \AA を得ている (Zeit. Krist. 94, 60~73, 1936)

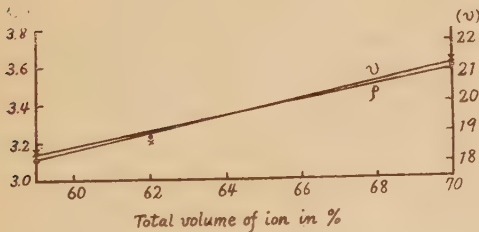
一般に Fe^{3+} イオンは黄色又は紅色の源となり、 Fe^{3+} イオンと Fe^{2+} イオンの共存は青色を生じ、 Fe^{2+} イオンのみでは殆んど色を付けないことが知られている¹⁾。

紅柱石が紅色を呈する原因に就いては種々の説がある²⁾が、こゝに述べた様に Fe^{3+} イオンの存在にも関係があるものと思う。これは第二表にも示した通りである³⁾。藍晶石が青色を呈するのも、同様に Al^{VI} イオンを置換する Fe^{3+} イオンと Fe^{2+} イオンの共存に基くものであろう。

次に紅柱石の単位格子の中をイオンが占めている容積の百分率を求めると約 59% である⁴⁾。同様に珪線石ではイオン容積百分率は 62%，又藍晶石では 70% である。藍晶石のこの百分率が最密充填の 74% に近似しているのは、藍晶石の中で O イオンがほぼ最密充填をしていることに基づく(第四図参照)。

イオン容積百分率とその鉱物の比重、屈折率及び屈折楕円体の体積⁵⁾を比較すると第三表の様である。本表と第五図から分る様に、比重も屈折楕円体の体積もイオン容積百分率の増加に比例して大きくなっている。

第 五 図



紅柱石と珪線石に就いて、 Al^{VI} 鎖状体の向きを第四図について比較すると、紅柱石の a 軸方向は珪線石の b 軸方向に似ており、又紅柱石の b 軸方向は珪線石の a 軸方向に似てい

る。従つて紅柱石の a 軸方向に振動する光波の屈折率は珪線石の b 軸方向の屈折率に等しくなるべきである。これは夫々 1.643 と 1.642 で近似している。又紅柱石の b 軸方向に振動する光波の屈折率は珪線石の a 軸方向の屈折率に等しくなるべきであり、これも夫々 1.638 で等しい。

- 1) Kennard, T. G. and Howell, D. H., Am. Min. **26**, 405, 1941.
- 2) Doelter, C., Handbuch der Mineralchemie, II-2, 8, 1917.
Rosenbusch-Wülfling, Mikroskopische Physiographie, 1-2, 309, 1927.
- 3) この種の色の吸収率を測定して、複合屈折楕円体が興えられている (Berek-Srieder, Zeit. Krist. **86**, 212, 1933).
- 4) O イオンに較べると Si イオンや Al イオンは極く小さいから、容積の大部分は O イオンで占められている。
- 5) 大森啓一。岩礦 **34**, 1, 昭 25.

第 三 表 (Table III)

	紅 柱 石 Andalusite	珪 線 石 Sillimanite	藍 晶 石 Cyanite
イオン容積百分率 Total volume of ion in %	59%	62%	70%
比 重 (ρ) Specific gravity	3.16	3.23	3.60
屈折楕円体の体積(v) Volume of indicatrix	18.398	18.623	21.351
屈 折 率 Index of refraction	(α) 1.632 (β) 1.638 (γ) 1.643	1.638 1.642 1.653	1.713 1.722 1.728

又 Al^{VI} 鎖状体の歪みに対する抵抗は紅柱石では b 軸方向よりも a 軸方向の方が大きい¹⁾。従つて a 軸方向の屈折率が b 軸方向の屈折率よりも大となる。珪線石では逆である。

珪線石の c 軸方向には、上に述べた様に、 Al^{VI} 鎖状体と $\text{Si}^{\text{IV}}\text{-Al}^{\text{IV}}$ 複鎖状体とが平行に結びついているので、 c 軸方向の方が a 軸及び b 軸方向よりも歪みに対する抵抗が遙かに大きい。従つて c 軸方向に振動する光波の屈折率は最大となり、 $c//\gamma$ が得られる。即ち珪線石の光学的方位は $c//\gamma$, $a//\alpha$, $b//\beta$ 即ち $c//Z$, $a//X$, $b//Y$ となる (第四図参照)。珪線石の光軸角が比較的小さいのは、 c 軸方向の抵抗が特に大きく²⁾、その結果 γ が特に大きくなるためである。即ち $\gamma-\beta$ が $\beta-\alpha$ より大きすぎるためである。

紅柱石の c 軸方向には Al^{VI} 鎖状体が伸びているだけで、 Al^{V} と Si^{IV} とは複鎖を作っていない。従つて Al^{VI} 単鎖の歪みに対する抵抗は c 軸方向が a 軸及び b 軸方向よりも弱い。従つて $c//\alpha$ となる。この結果紅柱石の光学的方位は $c//\alpha$, $a//\gamma$, $b//\beta$, 即ち $c//X$, $a//Z$, $b//Y$ となる。光軸角が 90° に近いのは c 軸方向の歪みに対する抵抗の大きさと関係がある。

藍晶石の光学的方位はこれよりやや複雑であるが、同様にして結晶構造から説明することが出来る。

Bragg³⁾ は複屈折の大きな 鈹物である方解石とアラゴナイトの屈折率

- 1) Al^{VI} 八面体が対角方向に向いていると、これは等しいが、対角方向よりずれているので差が生ずる。
- 2) 適当の大きさでは、光軸角は 90° に近づく。
- 3) Bragg, W. L., Proc. Roy. Soc. **A105**, 370, 1924.

を、光波の電場におかれた CO_3 イオン群の分極性から、定量的に求めている。併しこの計算は複屈折の小さな鉱物では難かしい。珪線石や輝石族の様に、結晶構造内に鎖状体が発達する鉱物は光学性が正であり、藍晶石や雲母族の様に、結晶構造内に層状体が発達する鉱物は光学性が負である。これらに就いては別に述べることにしよう。

本鉱物の採集に当つて、この興味ある鉱物の産地を指示された渡邊教授及び山岡学士に対し、又紅柱石の化学分析を行つた長谷川学士、野外調査に協力した石井端郎学士に対して謝意を表する。又野外調査中、種々の便宜を與えられた白岩窯材社宇井正三氏に対して感謝の意を表する。この研究に要した費用の一部は文部省科學研究費によるものであることを記し、こゝに文部省に対して謝意を表する。

新庄盆地周邊に發達する侵入岩床群に就いて¹⁾

On the intrusive sheet developed around Sinjo-basin.

今 田 正 (Tadashi Konda).

目 次

- | | |
|---------|-----------|
| 1. 緒 言 | 4. 岩石学的考察 |
| 2. 分布状態 | 5. 結 言 |
| 3. 産出状態 | |

1. 緒 言 山形縣最上郡小国川上流瀬見溫泉近傍に、台島層 (中新世中部) の中に侵入岩床 (intrusive sheet) の産状お示し、典型的なドレライト²⁾が産出する。此のドレライトは新第三紀台島階に於ける塩基性火山活動の一員として充分考察されるべき多くの問題お持つてゐた。

筆者は昨年末新庄盆地周辺の地質調査の機会に恵まれ、その都度觀察した資料お整理した結果、侵入岩床お成す岩石が台島階の推積地層中に地域的 (岩石区的) 分布と、それに伴う岩質の特徴的变化お示しつつ、新庄堆積盆地の周辺に發達する事が分つた。此処に現在迄の結果を報告し大方の御指導お乞う次第である。

2. 分布状態 侵入岩床の分布³⁾は第1図に示された様になる。即ち、新

岩石礦物學床學會誌 第35卷 第1號 (昭和26年2月)

- 1) 此の報文内容は昭和25年11月4日、東北支部總會に於いて、發表したものである。
- 2) 杉 健一: Note on the Occurrence of zoned pigeonitic Angite in the Dolerite from Semi, Uzen. 地質學雜誌 Vol. 44.
- 3) 現在迄の調査に依る。今後更に多くの確認される可能性ある。

第一圖



庄盆地東縁部では、最上郡瀬見、休場、山屋、萩野に分布する。新庄盆地北縁部では、最上郡大瀧お徑て、秋田縣由利郡飯川上流、及び最上郡安樂域村小股川上流の地域に分布する。新庄盆地西縁部でわ此等侵入岩床を含まぬ上位の地層が比較的發達する為、その産出わ未だ認められない。然し西縁部の延長お観ると、新期火山、月山、葉山、中間地帯を経て、西村山郡西山村の地域に産出する。

尙侵入岩床わ第1圖に示す様に或る地層にのみ限ら

れて分布する。その地層は礫岩、砂岩、灰色頁岩、黑色頁岩、綠色凝灰岩、角礫質綠色凝灰岩集塊岩、各種の熔岩、脈岩、等に依り構成され、動物化石、植物化石お豊富に含有する。此の地層の下限は、新庄盆地東縁部に於いてわ、綠色凝灰質角礫岩、及び彎朽安山岩を主体とする地層¹⁾に部分的不整合で接する。西縁部に於いてわ古期花崗岩類お直接被覆し、局所的に基底礫岩²⁾を伴う。上限は、新庄油田地帯の黑色頁岩、硬質頁岩の累層に整合的に被覆される。尙此の層を従来の報告にあるものと、比較すると上床国夫、大塚彌之助等¹⁾に依る綠色凝灰岩層及び水澤層に当る。尙加藤磐

1) 従來の院内統に當る。

2) 最上郡大藏村、永松銅山西方部三合山周邊にて著しい。

雄²⁾に依る高瀬川層上部層中部層下部層に当る。従つて筆者は進入岩床を含む地層は従来、の台島層に対比されると考える。

3. 産出状態 進入岩床は通常、黑色頁岩、灰色頁岩中に幅4内至10米延長20乃至45米の扁平状態を成し、層理に平行に入つてゐる。且進入岩床の下盤は常に黑色乃至灰色頁岩であるが、上盤は角礫質凝灰岩、凝灰質頁岩、砂質頁岩の推積相を示す場合が属々ある。此の様に進入岩床の産出する地層は頁岩相を必ず介在する所に限られ、進入機構の選擇性が窺われる。尙進入した際輕微でゐるが、熱變質を与えた結果と思われる、周囲の岩石に硬化作用或は黑色化作用が認めらる。然し鏡下で於いては變形成鈹物形成の痕跡もない。

西山村地域の進入岩床の中二三³⁾は、明に黄銅鈹石英脈の細脈に貫れてゐる。従つて此の鈹脈に貫れた進入岩体と密接な關聯の産出状態を示す、周辺の進入岩体の活動時期が、此等鈹床形成の時期と相前後するものと考えられる。且總括的に観れば、免も角台島階に於ける火山活動の一員として、且広範圍な擴りを持つて一連的に進入したものであらう。

4. 岩石學的考察 進入岩床を成す各岩石は總て鏡下に於いても、肉眼的にも斑狀構造を示す。構造上石基の位置にある部分が、著しく完晶質で明瞭なオヒテック構造を示す。斑晶は徑4乃至9粒大で石基鈹物は徑0.1乃至0.8粒大が普通である。然し岩体の周辺に於いて、オヒテック構造の間隙に充填的に玄武岩質の岩質及び玻璃質の部分が認められる。

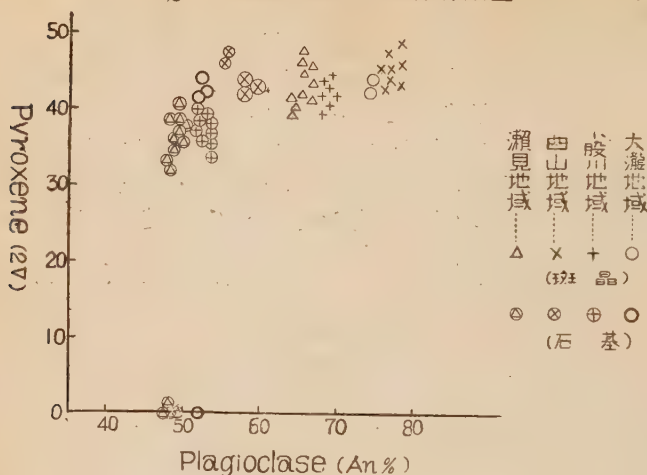
次に構成鈹物を總括的に観ると、斑晶鈹物としては斜長石、普通輝石が位置し、石基鈹物としては斜長石、普通輝石、ピヂオン輝石がある。二次的鈹物としては綠泥石、ペニニン、絹雲母、方解石、方沸石、磁鉄鈹(?)がある。尙西山村地域には石英が充填的に發達している。此の様な構造と構成鈹物をもつ進入岩床は全く單調な岩相を示すと考えられる。然し此の進入岩床を廣範圍に又連続的に観ると、構成鈹物の種類及び量的關係、質的關係、或は構造上より特質的相違が明瞭に認められる。

此の特質的相違を鈹成鈹物の質的關係より吟味する為各進入岩床に共通的に含まれる斜長石、輝石を斑晶鈹物、完晶質石基鈹物に分け光学性を測定し、斜長石—輝石の共存關係を求めた。その結果が第2図である。

- 1) 上床國夫、大塚彌之助、井尻正二、今井秀喜、森本良平：本那油田の地質構造の研究(第2報)地質学雜誌49卷。
- 2) 加藤磐雄：一東北油田第三系下部層の推積學的考察。(第1報)。岩礦33卷。5,6號。
- 3) 山形縣西村山郡西山村高旭鈹山、大切坑にて觀察される。尙鈹山近域に多數鈹床發達し、鈹床形成の時期は台島階とされている。

第 2 図

Fig.2. 輝石:斜長石.共存関係図



第1図を見ると斜長石は An 78 乃至 An 46 迄変化する。輝石は石基に於いて $2V(+) = 48^\circ$ より $2V = 0^\circ$ 迄変化する。即ち普通輝石とピチオ輝石に分れる。構成鉱物に一応成分上の変化はあるが、漸移的な所謂変化曲線を描く傾向性は認められない。然し注目すべき点として数枚の侵入岩床が図上に於いて互に近似的な値を示して、一箇所に群 (group) を成す傾向が認められる。且岩石学的に群を成す侵入岩床は地域的にも群を成す。即ち瀬見、山屋、休場、狹野地域に産出する侵入岩床が一群であり、総てドレライトの均等な岩質を示す。尙此の外に小股川地域、西山地域の二群が存在する。以上の如く、新庄盆地周辺では主として三群が認められ、その各々是对照的な岩質の相違を示している。次にその相違を岩石学的な面から各群に就いて述べよう。

瀬見地域；— 侵入岩床中最も完晶質で新鮮な岩質を示す。構成鉱物として稀に橄欖石を含み、且完晶質石基鉱物として普通輝石の外にピチオン輝石を比較的豊富に常に含有する。

西山地域；— 常に緑泥石化作用を受け汚濁著しく腐々黄鉄鉱染を受けている。構成鉱物の特徴として輝石が著しく少く、ピチオン輝石は認められない。尙此と対照的に斜長石が著しく多く、斑晶斜長石は An 78 前後の塩基性型を示す。且充填的に石英が晶出する点は他と著しく異なる。

小股川地域；— 外観濃緑色を呈し、巨斑状普通輝石 (徑 1 ㎝大 $2V(+)$)

$=48^\circ$) を多量に含み、斑状斜長石に乏しい。完晶質石基はピオデン輝石質 ($2V(+) = 34^\circ$) 輝石及斜長石より成る。斑状輝石は広くウラル石化作用を受けている。

以上で三群であるが、此の他大瀧 (奥羽本線大瀧駅) に三枚の典型的进入岩床が発達する。岩質は瀬見地域と小股川地域の中間的性質を持つので一応地域群より除いた。

5. 結 言 今迄述べた进入岩床は、総て火山岩岩漿系のものと思われる。そして最も原岩漿に近いのは、瀬見地域のドレライトで、その様な岩漿が地殻の比較的浅処に存在し、割合簡単な地質條件に敏感に支配され、岩漿分化を生ずるのであろうか。且地質条件の一つの具体的現象型を堆積環境と考えると、堆積環境の結果的な姿を地層として観察されよう。

兎も角新庄堆積盆地の周辺で、所謂台島階の一時期に、一連の野外関係¹⁾で进入したと考えられる岩床群が、互に地域的に特質的な岩質を持つ群を形成している。然もその地域性が、地層と密接な関係性を持つものの様である。最後に次に引用する舟橋三男²⁾の言葉をかりると、此の問題も今後更に発展する可能性があろう。

地層が堆積する場合、それに影響を及ぼす要素の一つとして、地殻の深部條件が考えられるこの堆積に相前後して出現する火成岩にはその地殻の深部条件と何等かの関係ある形が相われているであろう。

附 記 研究中多大な御便宜御指導を戴いた。

小倉勉、八木次男、石川俊夫、舟橋三男、加藤磐雄、井上武、加納博の諸氏に深謝する。尚此の研究の費用の一部は文部省科学研究費(昭 25 年度)の一部である。ここに明記して謝意を表する。

(山形大学文理学部地学教室)

樺太輪荒濱砂中の柘榴石及び普通輝石 (3)

Studies on garnet and augite placer deposits at Wa-are,
South Sakhalin (3)

高 橋 純 一 (J. Takahashi)

北 原 順 一 (J. Kitahara)

普 通 輝 石

普通輝石の結晶及び比重 結晶形を示すものは極めて稀であり、磨滅しているものが多い。このことは柘榴石より機械的抵抗の弱いことを意味す

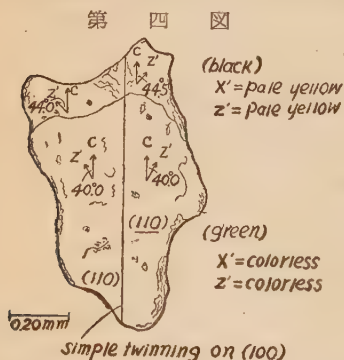
1) 此の点は今後、进入機構を層位学的に追求しなければならない。

2) 舟橋三男: 雨龍, 空知地方の玄武岩, 新生代の研究 5 號。

るものである。0.5 籽程度の緑色の普通輝石の結晶は短柱状であつて、柱帯では $m(110)$ 最も発達し、 $b(010)$ は之に次ぎ、 $a(100)$ は狭い。端面は $s(\bar{1}11)$ が特に大きい。黒色細粒の普通輝石は $a > b > m$ の順である。

普通輝石粒は緑色のもの及び黒色のものとがあるが、粒のうちには緑色半透明な部分と黒色光沢ある部分とから成つているものもある。その中間の色合を示すものはない。緑色のものを選んで比重壺にて測定し、 4°C に換算した値は $G_4 = 3.343$ 、黒色種は $G_4 = 3.357$ である。普通輝石が緑色を呈するのは後記の化学分析に示す通り FeO によるものであり、黒色であるのは Fe_2O_3 の含有量が多いことによるものと見られる。(結晶図省略)

普通輝石の光學的性質 普通輝石の (110) 上の屈折率を浸液法にて測定の結果、緑色種は $n_1 = 1.690$, $n_2 = 1.712$ であり、黒色種は $n_1 = 1.699$, $n_2 = 1.723$ である。緑色種の光軸角は自在廻転台で測つた結果 $2V(+) = 59.5^{\circ}$ 、黒色種のそれは $2V(+) = 57 \sim 58^{\circ}$ である。緑色及び黒色の部分を同一粒に有する普通輝石を鏡下に検するに、黒色種が緑色種の外縁に存し、その境は明瞭である。緑色種は無色であり、黒色種は Z' 微黄色、 X' 微黄色で、多色性は認められない。黒色種が微黄色を呈する理由は、後記分析表に示す通り、 Fe_2O_3 を 4.18% も含有しているためであろう。第四図に



(黒色種は緑色種の外縁にあり一部欠ける)

示す普通輝石は (100) を接合面とする双晶をなすものであつて、一部分欠けて明瞭ではないが、緑色種の外方に黒色種が存する様に見られるものである。 (110) 上に於ける緑色種の消光角は $c\Delta Z' = 40^{\circ}$ 、黒色種のそれは $c\Delta Z' = 44 \sim 44.5^{\circ}$ である。以上の測定から、屈折率及び消光角は緑色種から黒色種に増大するが、光軸角は減少することが判る。

九州西ヶ丘産の普通輝石にも緑色、黒色の二種があり、比企忠、篠本二郎、石井八万次郎、大橋²⁾、久野³⁾、三宅⁴⁾、及び柴田⁵⁾ 各氏等により研究さ

- 1) 自在廻転台の使用法を筆者の一人 (J. K) は大森啓一氏に教えられた。ここに謝意を表する。
- 2) 大橋良一：地質，42, 201, 昭15.
- 3) 久野 久：地質，45, 879~880, 昭18
- 4) 三宅輝海：鉱物と地質，8, 77~80, 昭23
- 5) 柴田秀賢：未発表

れて来た。詳細にわたる現出状態及び光学的性質は久野氏¹⁾により明にされた。久野氏²⁾によれば黑色種の周囲を綠色種が取巻き逆疊帯構造を呈していると云う。綠色、黑色兩種普通輝石は日本に於て、西ヶ岳の外、山梨縣佐野³⁾にも産する。佐野産⁴⁾のものゝ現出状態の調査は渡辺万次郎氏により詳細に行われた。

普通輝石の化學組成 包裹物は少なく精選は柘榴石に比し簡易である。綠色の粒を碎いて双眼顯微鏡下に選別したものを分析試料に供したから、後記安山岩の斑晶をなすものを取扱つたとしてもよいわけである。化学分析の結果及びそこから得られた分子比、原子比は第六表に示す通りである。

第 六 表

	Wt %	Mol. prop		Atom. ratios	Atom ratios when O=600
SiO ₂	51.63	860	Si	860	187.4
Al ₂ O ₃	4.08	40	Al	80	17.4 { 12.6 4.8 } 200.0
Fe ₂ O ₃	1.25	8	Fe'''	16	3.5
Cr ₂ O ₃	n.d	—	Cr	—	—
FeO	5.01	69	Fe''	69	15.0 { 113.6 } 195.8
MnO	0.20	3	Mn	3	0.7
MgO	16.29	407	Mg	407	88.7
TiO ₂	0.34	4	Ti	4	0.9
CaO	20.85	372	Ca	372	81.1
Na ₂ O	0.12	2	Na	4	0.9 { 82.2 } 195.8
K ₂ O	0.04	0.4	K	1	0.2
H ₂ O-	0.03		O	2753	600.0
Total	99.84				

黑色種の化学分析結果は第七表に示す通りである。

普通輝石の化學式 Warren 及び Biscoe は単斜輝石の結晶構造から、單斜輝石の化學式を $X_m Y_{2-m} (Si, Al)_2 (O, OF, F)_6$ で表わした。こゝに $X = (Ca, Na, K)$, $Y = (Mg, Fe, Al, Ti, Li)$, $m = 0 \sim 1$, Si の 1/4 迄は Al により置換されうる。輪荒産のものは第六表及び第七表に示すように一部の Si は Al により置換され上式によく一致し、綠色種の化學式は $(Ca_{0.811} Na_{0.009} K_{0.002})_{0.822} (Mg_{0.837} Fe''_{0.150} Fe'''_{0.035} Al_{0.048} Mn_{0.007} Ti_{0.009})$

1) 久野 久：前 掲

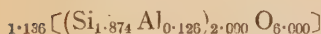
2), 3) 昭和 25 年 日本地質学会及び日本岩石礦物礦床学会學術大会に於て參考になる点を (J. K) に示され、又私信による。

4) 神津淑祐, 瀬戸國彦, 上田潤一：地球, **9**, 406~423, 昭 3.

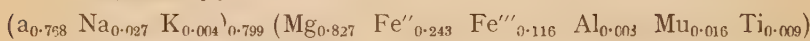
5) Warren, B. E and Biscoe, J.: Zeit. Krist., **80**, 391~401, 1931.

第七表

	Wt %	Mol. prop		Atom. ratios	Atom. ratios when O=600
SiO ₂	49.73	829	Si	829	185.2
Al ₂ O ₃	3.54	35	Al	70	15.6 { 14.8 0.8 }
Fe ₂ O ₃	4.18	26	Fe'''	52	1.16
Cr ₂ O ₃	0.00	—	Cr	—	—
FeO	7.86	109	Fe	109	24.3
MnO	0.51	7	Mn	7	1.6
MgO	14.79	370	Mg	370	82.7
TiO ₂	0.34	4	Ti	4	0.9
CaO	19.27	344	Ca	344	76.8
Na ₂ O	0.38	6	Na	12	2.7
K ₂ O	0.09	1	K	2	0.4
H ₂ O	0.07		O	2686	600.0
Total	100.76				



となり、黑色種の式は



となる。

Machatschki¹⁾ は単斜輝石の一般式として $XY(Si, Al)_2 (O, OH, F)_6$ なる式を提示した。こゝに $X = Ca, Na, (K), (Mn), (Mg)$, $Y = Mg, Fe, Mn, Al, (Zn), (Ti)$ である。この式は三価の酸化物、特に Al_2O_3 を含むことの少い、チタン輝石にはよく当てはまらない。Barth²⁾ はチタン輝石の構造に於ては Al と同様に Ti も Si を置換し得るものとした。又 Dixon 及び Kennedy³⁾ もチタン輝石の化学式は $XY(Si, Al, Ti)_2 (O, OH, F)_6$ で示されねばならないと論じた。Deer 及び Wager⁴⁾ は Ti を少量含む単斜輝石においては $(XY)_2 (Si, Al)_2 O_6$ なる化学式で示すのが合理的であると示した。輪荒産産普通輝石は Ti 含量少く、綠色種は

$(Mg, Fe'' Fe''', Ca, Mn, Na, K, Ti, Al)_{1.96} [(Si, Al)_2 O_6]$ となり、黑色種は

$(Mg, Fe'', Fe'', Ca, Mn, Na, K, Ti, Al)_{2.02} [(Si, Al)_2 O_6]$ となり、Deer

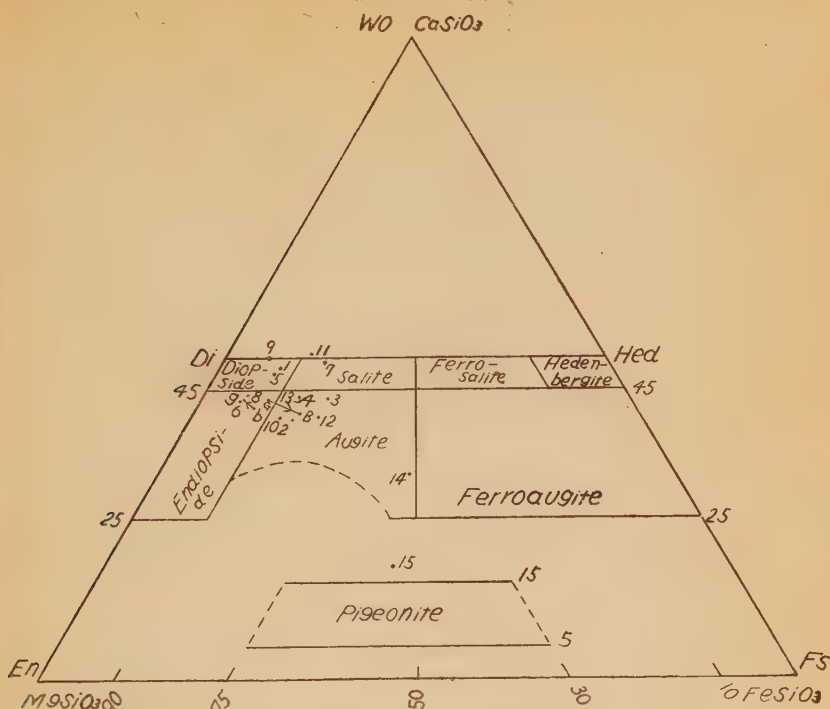
1) Machatschki. F.: Zeit. Krist., **71**, 229, 1929

2) Barth. F. W.: Neus. Jahrb. Min., Bd. **64**, 217—224, 1931.

3) Dixon. B. E and Kennedy. W. Q.: Zeit. Krist., **86**, 112—120, 1933.

4) Deer. W. A and Wager. L. R.: Min. Mag., **25**, 16, 1938.

第 五 図



H. H. Hess による Wo-En-Fs (mol%) 三角形図

1. 根空海岸 (神津, 河野) (冷木筈) (本間)
2. 聖山 (神津, 河野) (渡邊新, 待場, 大森, 八木健) (八木貞)
3. 駒ヶ岳 (神津, 瀬戸) (渡邊新)
4. 米山 (久野, 佐渡, 田中專)
5. 和田木 (久野, 佐渡, 田中) (片山)
6. 西ヶ岳 (大橋)
7. 漢努山 (原口)
8. 佐野 (神津, 瀬戸, 上田) (渡邊萬)
9. 別子 (佐藤, 栗山)
10. 荻 (杉) (地調)
11. ソイ泊海岸 (根本)
12. 梶島 (吉村)
13. 唐津高島 (青山) (地調)
14. 瀬見 (杉, 田中)
15. 箱根火山 (久野, 岩崎)

g, b. 西ヶ岳 (坪井, 久野, 三宅) 6. 西ヶ岳: 緑色種 g: 緑色種 b: 黒色種

G, B. 嵯荒 (高橋, 北原) G: 緑色種, B: 黒色種

矢印: 結晶作用の進行方向

9~15. 北原が計算し投影 1946 年迄のデータ

人名: 研究者, 分析者; 指導者も含む

- 1) 富田 達: 地質, **44**, 947~980, 昭 12.
- 2) 河野義礼: 本誌, **22**, 71, 昭 14.

等の式に一致する。

Wo-En-Fs 圖 兩輝石種を Wollastonite ($Wo=CaSiO_3$), enstatite ($En=MgSiO_3$), 及び ferrosilite ($Fs=FeSiO_3$) の重量比率で示す三角形図に投影してみると, 化学成分関係は明になる。中央部の線は diopside ($Di=Ca\ Mg\ Si_2\ O_6$)—hedenbergite ($Hd=Ca\ Fe\ Si_2\ O_6$) 線である。輪荒産の綠色種は $Wo\ 49.23, En\ 38.47, Fs\ 12.30$ (Wt%) であり, 黑色種は $Wo\ 45.41, En\ 34.86, Fs\ 19.73$ である。何れも Di-Hd 線より下部に落ちる。従て富田氏¹⁾の説が正しいものとすれば母岩はカルカルカリ岩でなければならない。この線より下部に落ちるものは総べて $X=(Ca, Na, K) < 1$ であり, $Y=(Mg, Fe, Fe, Mn) > 1$ となるべきである。河野氏²⁾も本邦産普通輝石を Wo-En-Fs 三角図に投影してみても, 普通輝石の化学式は Machatschki の $XY[(Si, Al)_2O_6]$ より寧ろ Warren の如く $X_{m-1}Y_{2-m}[(Si, Al)_2O_6]$ で表わす方が適當であるとしている。

輪荒産のもの及び西ヶ岳³⁾産のものを Hess⁴⁾による Wo-En-Fs (mol%) 三角形図に投影してみると第五図に示すように, 西ヶ岳産のものは綠色種, 黑色種とも endiopside であるが, 輪荒産のものは綠色種は endiopside であり, 黑色種は augite であつて endiopside から augite に結晶作用は進む。

チタン輝石においては後期晶出のもの程 TiO_2 に富んでくるものとされているが, 輪荒産のものはチタン輝石でなく, TiO_2 の増減はない, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$ の量は後期の黑色種に増加し, アルカリの増減は余りない。 FeO, MnO の量は後期のものに富んで来, CaO, MgO の含量は綠色種から黑色種に減少する。Barth³⁾によれば玄武岩においては最初 Di-Hd 列に近い輝石が晶出し, 結晶作用が進むにつれピジオン輝石質になると云う。即ち Wo 分少くなり, En-Fs 列のものに近づいて行くことになる。又 Di から Hd の多い種類に進行する。Hess⁴⁾によれば普通の鉄苦質岩漿における輝石の結晶作用は普通輝石からピジオン輝石に進まず, ピジオン輝石は獨立した異つた鉱物種であると論じている。Hess は尙お, 深成起源の普通輝石斑晶は多くの場合, 逆出の間透輝石質になると述べている。Hess による普通輝石の結晶作用の進行する方向は Barth の説とは逆になるわけである。西ヶ岳産の輝石は透輝石質の方向に進んでいる。従つて, 成分変化の方向は逆であると云われているが, Hess の説によれば寧ろ正常な

1) 三宅輝海: 前掲

2) Hess, H. H.: Am. Min., **26**, 515~535, 1941.

3) Barth, F. W.: Am. Min., **16**, 195~208, 1931.

4) Hess, H. H.: op. cit.

方向を示すものである。久野、佐渡¹⁾ 兩氏の研究にかゝる伊豆和田木並に越後米山産の普通輝石の光学恒数から推すと、中心部から外部に向つて透輝石質になつてゐる。正常の結晶作用の方向は物理化学の實驗により確められねばならない。輪荒産の綠色種は Wo 43.71 En 47.83, Fs 8.46 (mol %), 黑色種は Wo 41.44, En 44.58, Fs 13.98 でなつて、現在のところ正規の方向に結晶作用が行われたものに属するが、Hess の考え方からすれば寧ろ逆の方向に進んだものである。Hess の図表に前記輪荒及び西ヶ岳産の外、比較のため日本産²⁾ のものを投影してみた。火山岩中に晶出するものとは別に山田氏³⁾ の研究にかゝる千厩地方の変成岩中のものは FeO が多く Salite に属するものであることを発表された。

Walker⁴⁾ は Hess の図表に対し、下部に広く空いたところがあるのは、一大欠点であると指摘している。粗粒玄武岩 (dolerite) 中の多くの輝石はこの空いた所に投影されるのである。

第 八 表

pigeonite として指定されてある所は可なり広げられねばならないと述べている。又 endiopside と augite の分野は一緒にすれば簡単になり、この分野を magaugite と呼んだ方がよいと批評している。久野氏の研究に係る pigeonite⁵⁾ の投影点から見ても walker の見方は正しいものである。

構成分子 化学成分より構成分子のメタ珪酸塩分子を算出するに、神津

	緑 色 種	黒 色 種
conventional molecules	Wt %	Wt %
NaFeSi ₂ O ₆	0.92	2.71
CaMgSi ₂ O ₆	80.66	72.79
CaFeSi ₂ O ₆	—	—
CaMnSi ₂ O ₆	—	—
MgSiO ₃	3.51	2.55
FeSiO ₃	9.14	14.10
MnSiO ₃	0.39	0.90
Fe ₂ O ₃	0.96	3.14
Al ₂ O ₃	4.10	3.50
TiO ₂	0.32	0.31
excess or deficiency SiO ₂ for metasilicate	0.06(+)	1.47(—)

1) 久野 久, 佐渡道隆: 地質, **40**, 336~337, 昭 8.

2) 坪井誠太郎, 久野 久: 火山, **1**, 20~37, 昭 7. 河野義礼: 地学, **54**, 251~254, 昭 17. Z. Harada: Jour. Scie, Hokkaido uni, Geol. Min, **7**, 164~165, 昭 23.

3) 山田久夫: 日本地質学会並に日本岩石礦物礦床学会学術大会, 昭 25.

4) Walker. F: Am. Jour. Sci, **241**, 517~520, 1943.

5) 久野 久: 地質, **47**, 349, 昭 15.

俣祐氏及び Washington の方法がある。Larsen 及び Irvig¹⁾ も略同様な方法で構成分子を算出しているが、こゝに Al_2O_3 , Fe_2O_3 及び TiO_2 は珪酸塩分子を構成するものとせず、酸化物のまま混溶するものとして取扱っている。構成分子を算出すると第八表に示す通りになる。

第八表に示すように透輝石分子を多量に含み、錐輝石分子は少量存するが、ヘデン輝石分子は存し得ない。但し計算方法によつてはヘデン輝石分子も求められるが、 CaO を全部透輝石の成分とし、 FeO を鉄珪輝石の成分として計算した。同表に於て Larsen の言う clinohypersthene 分子は綠色種に 13.04%, 黑色種に 17.55% 含まれる。Larsen 及び Irvig²⁾ によれば、高温岩中の単斜輝石は clinohypersthene 分子を多く有し、晶出温度の低いものには少いと記している。一方、Barth³⁾ は 10% 以下の clinohypersthene を高温岩中の透輝石に見出している。尙お、前記した様に Barth によれば初期に晶出したものは透輝石質に富むから clinohypersthene 分子は相対的に後期晶出のものより少ないことになり、Larsen 等の説に一致しない。輪荒産の兩種普通輝石中の clinohypersthene 分子の量的関係は Barth の説の如くであつて、Larsen 等の論述に反するものである。

普通輝石安山岩 柝榴石は浜砂中に比較的多く賦存するが、集塊凝灰岩中には観察した範囲において 稀に見出されるのみである。安山岩礫に存するものを見出すことは出来ない。多数の安山岩礫のうち黝黑色の一つの礫に微細な赤色鉱物を認めたが、顯微鏡下に検して、柝榴石の存在を認めることは出来なかつた。(嘗て岩漿熔融を蒙つてゐる鉱物を (J. K) は柝榴石と誤認していた)。斜長石斑晶は短冊狀又は板狀であり、アルバイト式双晶を示すものが多い。ペリクリン双晶を呈するものとして断定出来るものはない。又疊帶構造を顯しく示すものもない。大なるものは長徑 1 耗、短徑 0.25 耗程度であるが、平均長徑 0.3~0.4 耗、短徑 0.08 耗の微斑晶的である。アルバイト双晶を示すものの (010) に垂直な断面の最大対稱消光角²⁾ は 37 度であるため、化学成分は $\text{Ab}_{95}\text{An}_{05}\sim\text{Ab}_8\text{An}_{92}$ の範囲にあることになり、亞灰長石に近い曹灰長石乃至亞灰長石である。長石は汚染し、一部綠簾石様に又カオリン質に変つてゐるが、変質は普通輝石のそれに比し、余り行われていない。普通輝石の斑晶は半自形として現れ 0.5 耗程度であるが、0.08~0.12 耗の微斑晶的のものもある。殆んど無色乃至微黃色を呈する。微斑晶のものの中に無色普通輝石の周縁が淡黃色普通輝石で

1) Larsen, E. S and Irvig, J: Am. Min., **21**, 694~700, 1936.

2) Larsen, E. S and Irvig, J: op. cit.

3) Barth, F. W. : op. cit.

あるものがあり、十字ニコル下で消光位を異にし境は明瞭である。普通輝石には緑泥石様又方解石様に一部分変つているものもあるが、0.5 程度のものの中に、一部分を又殆んど全部を蛋白石で置換されているものがある。このものの周囲は岩漿熔融の跡を止めている。普通輝石の光学的恒数に就ては前記しておいた。石基は微細な短冊状斜長石、粒状淡黄色の普通輝石、磁鉄鉱及び玻璃より成り、斜長石が玻璃中に少々流状も呈して存し、微玻璃基流晶質である。

稿を終るに当り、元樺太廳長官大津敏夫氏、元鉱務課技師小岩井隆氏、元囑託西川覚氏に対し謝意を表する。(J. K) は渡辺万次郎教授に有益御助言を賜つた。こゝに厚く禮を述べたい。

追記 浜砂中に柘榴石及び普通輝石が多量に存する様な例は、日本は勿論のこと、諸外国の文献中にも報告されてあるものを知らない。柘榴石及び普通輝石は起源を異にするものと見られるものであつて、而も普通輝石にあつては綠色種から黑色種に結晶作用が進行した事実も興味ある問題を提起するのである。この小論文の大意は戦時下印刷中であつたが 仙台市が焼夷弾の嵐に見舞われた際、焼失して仕舞つた。再び実験データを整理し、この方面の問題に関心を払つている方に参考になればと思つて、随分古い記録であるが掲げることにした。(但し普通輝石の光学恒数の決定は昭和 25 年東京大学に開催された日本地質学会並に 日本岩石礦物調査学会 学術大会直前に行つたものである。)

(J. K) は現地で新鮮な安山岩塊を採集して未なかつたため安山岩の化学的研究及び詳細にわたる顯微鏡的觀察を行うことの出来なかつたことを遺憾としている。

抄録

地球化学に於ける酸化及び還元, Brian Mason,

酸化及び還元を含めた諸反應は地球化学的過程に於て重要であつて、これら反應に於ける等價量に対するエネルギーの変化はその酸化電位 (oxidation potential) によつて定量的に表わされる。水溶液中に起る多くの無機反應に対する酸化電位は知られて居り、これを用いて地球化学的過程を一層よく理解することが出来る。地殻中の条件は高度の酸化状態から高度の還元状態に向つて変化し且つ自然環境の酸化電位がその環境に於ける鉱物の生成如何を左右し、地殻中の多数の元素の溶解、移動、沈澱に強く影響を與え、而も酸化電位の差によつて鉄、コバルト、ニッケル等の親近元素の分離が行われることを述べ更に高度の酸化或は還元状態の下で生成された鉱床に稀元素が逐々集中富化することより地球化生に於ける酸化電位の重要な意義を述べている。(Jour. Geol. Vol. 57, No. 1, p. 62—72, 1949)

[早川]

鹿兒島縣大口鑛山附近の岩石地質學的研究

Petrological and Geological Studies in the vicinity
of the Ōkuti Mine, Kagoshima Pref.

本論文は筆者が嘗て「大口鉾山の地質鉾床」と題して第 一回日本地質学会総会に於て講演及「鹿兒島縣伊佐北部の火山岩類」と題して西日本地質学会例会 (1950.9) に於て講演したものをも要約したものである。

山 本 敬 (Takashi. Yamamoto.)

I. 緒 言

数年来折にふれ鹿兒島縣大口鉾山、布計鉾山周辺の古期火山地帯を踏査し尙現在も続行中であるが、本地方の地質調査は、これまで殆んど行われていないので拠るべき文献もなく、その上山岳高峻、地形錯雜して調査上困難な地域の一に属する。大口鉾山の鉾床は浅熱水性含金銀石英脈で複輝石安山岩中に胚胎する裂隙充填鉾床で鉾脈の数も多く1号脈より9号脈までの9脈を算へ、金の平均品位も極めて高く可成優秀な鉾山であり、従つて鉾床學的研究は、これまで数人の人々¹⁾²⁾³⁾によつて相当なされているので鉾床學上の問題は一応後に譲り、こゝでは岩石地質に就て概説する。

II. 地 形

大口鉾山は、鹿兒島縣伊佐郡大口町の北方約5軒、又同郡山野町の東方4軒、大口町字牛尾に在り、鉾山の東部より北部にわたり、間根ヶ平(893.1 m)、宮ノ尾山(877.1 m)、998.3 m 山、等の高峻な山岳が相連つて分水嶺を作り、行政上は熊本、鹿兒島兩縣の縣境をなしている。この主山脈の方向に対して略直角の方向に多数の枝脈を生じ、夫々漸次高距を減じつゝ遂に大口盆地に没入する。河川も多くはこれらと平行に南西流し、大口盆地に於て羽月川に合流して南流し、更に大口盆地の南端に於て、川内川に合流し西流する。大口盆地は東西約4軒南北約10軒の南北に細長き沖積平野にして海拔約187 mの高距を有し、盆地の四周には火山灰丘よりなる特色ある低平な台地(比高30~45 m)を形成している。大口鉾山は大口盆地の東北隅に於て、山岳が盆地に没入する縁端にあり、鉾山附近は剝削作用が大いに進み丸味を帯びた地貌を呈している。此等は荒川、串木野、

岩石礦物礦床學會誌 第35卷 第1号(昭和26年2月)

1) 松隈壽紀: 大口産金鉾石共生關係, 西日本地質学会例会講演 1950. 9.

2) 井上正民: 大口鉾山地質鉾床調査報告書 1948.

3) 井上晴之助: 地質學誌, Vol. IV-52 p.p. 458~462 Vol. V-52 p.p. 159~162

山ヶ野等の鉾山に於けるそれとは著しく異つた処である。

III. 地 質

熊本、鹿兒島及宮崎三縣の縣境附近には、東は熊本縣人吉市南東より、西は鹿兒島縣長島、北は熊本縣佐敷町南方より、南は鹿兒島縣出水町及大口町に及ぶ東西凡そ 80km、南北 25km の広大な地域に、主として輝石安山岩類よりなる第三紀火群が発達し、茲に大口、布計等の金銀鉾床を包蔵している。此等の火山群は、荒川、串木野等の金銀鉾床を包有する串木野附近の古期火山群及び山ヶ野、王ノ山等の金銀鉾床を有する、山ヶ野附近古期火山群等と共に松本唯一教授により Paleo-Ryūkyū¹⁾ 系として一括されているものであるが、此等の古期火山は本地方の金銀鉾床の成因と密接な関係を有しているものである。即ち鹿兒島縣下の金銀鉾床は悉く古期火山岩中に胚胎し、新期熔岩には決して之を見ない。

扱て、大口鉾山附近の地質は主として、輝石安山岩類、石英粗面岩類、灰石類及び洪積層よりなる。尚本地方に於ては、堆積岩類は全く之を見ず、従つて火山岩噴出の精しい地質時代を決定する事は今の所出来ないが、熊本縣人吉附近に於て僅に第三紀層がこれらの古期火山岩により被覆されている事実、及大口町轟等に於ける始良泥熔岩との関係により、現在のところ恐らく第三紀末乃至洪積紀初期と堆定される。前述したように大口鉾山附近には幾多の安山岩類が、熔岩流をなして分布するが鉾物成分による岩種には次の如きものがある。

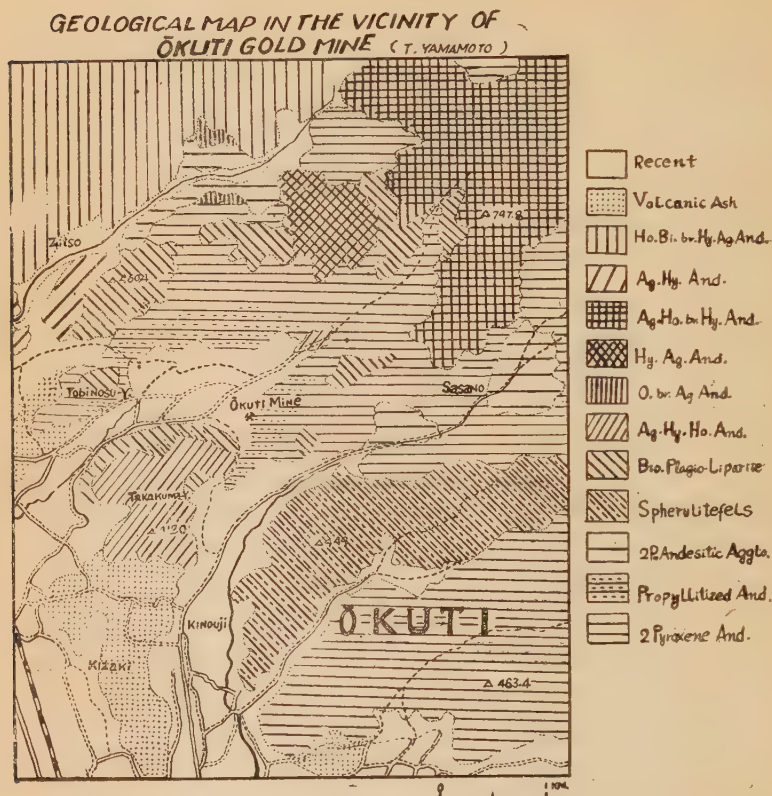
- (1) 複輝石安山岩及び其の變析安山岩
- (2) 黑雲母一斜長流紋岩及球顆岩
- (3) 含普通輝石・紫蘇輝石一角閃安山岩
- (4) 含橄欖石・普通輝石一安山岩
- (5) 紫蘇輝石一普通輝石一安山岩
- (6) 含普通輝石・角閃石・紫蘇輝石一安山岩

尙北方山野町東方には、此等の何れかを被覆したり又は被覆する熔岩流として

- (7) 含角閃石・黑雲母・普通輝石・紫蘇輝石安山岩
- (8) 含普通輝石・紫蘇輝石一安山岩
- (9) 含橄欖石・紫蘇輝石一普通輝石一安山岩
- (10) 複輝石安山岩 等肉眼的には極めて岩質の類似した多数の熔岩流を認めることが出来る。以下大口鉾山附近に露出する岩石の主要なるものに就て述べる。

1) T. Matumoto: Four Gigantic Caldera Volcanoes in Kyusyu Jap. Jour. Geol. Geogr. Vol XIX. Special Number

第 1 図 大口金山附近地質図



複輝石安山岩 大口金銀鉱床は主としてこの岩石中に胚胎されるものであり、鉱山附近に広く露出する。肉眼的には灰黒色～暗黒色で、灰黒緻密な石基中に多数の斜長石及有色鉱物を包有する。斑晶は、斜長石、単斜及斜方輝石よりなり斑晶は岩塊の 1/3 以上を占め、大ききは、長さ 2mm 以上に達するものがある。

鏡下に観察するに、斑状を呈し、石基は hyalopitic tex を呈し、短冊状斜長石、紫蘇輝石、少量の普通輝石及び磁鉄鉱、燐灰石よりなる。斑晶は斜長石、普通輝石及紫蘇輝石で斜長石がその大部分を占める。斜長石は、自形を呈し長さ 1~1.5mm 時に 2mm をこえる。比較的新鮮なるものと殆んど分解し汚染されたもの 2 種がある。双晶は albite 式、calsbad 式良く発達し、時に pericline 式双晶も認められる。累帯構造は一般に顯著

で化学的及び inclusions による累帯共によく認められる。鉬脈附近に於ては後記する様に、熱水熔液により、殆んど chlorite に変質している。光学性から推定した斜長石の化学成分は略 $Ab_{41} \sim Ab_{35}$ で labradorite である。紫蘇輝石及普通輝石は、斑晶として略等しい割合で包有され、斑晶斜長石の 1.2 以上を占める。此等は microphenocrysts としても、略等しい割合で含まれるが石基中では斜方輝石が大部分を占め単斜輝石は極めて少量含まれるに過ぎない。而も普通輝石が主でピヂオン輝石は殆んど認められない。斑晶単斜輝石は Augite で大きさ $0.2 \times 0.7 \text{ mm}$ で色は淡緑色、紫蘇輝石は多色性顯著で、 $X = \text{reddish yellow}$ $Y = \text{pale yellowish}$ $Z = \text{pale green}$ 。大きさは Augite と同程度、又 zonal structure も微弱ながら認められる。(Fig 1) 尙本岩中には種子田博士の所謂 Boal Andesite¹⁾ が局部的に現出し、岩石学上興味深いものがあるが Boal Andsite に就ては同博士の報告があるのでこゝでは觸れない。

鑛床母岩(複輝石安山岩)の變質現象 大口金銀鉬床の主なる母岩である複輝石安山岩は鉬脈附近では著しく変質を受け鉬脈より遠ざかるに従い、次第に変質の程度を減じて居ることが肉眼的にも観察される。即ち鉬脈と母岩と相接する附近では硅化作用、絹雲母作用が著しく次に綠泥石化作用は比較的遠距離に及び、その程度は距離と共に漸減的である。以上の諸変質作用のうち量的には最後の綠泥石化作用が最も広い範囲に亘る。有色鉬物は殆んど綠泥石化し、斜長石は一部又は全部綠泥石化している。従つて肉眼的には淡青綠色乃至暗青色を呈する。又岩石中に新に多量の微細な方解石脈及黄鉄鉬を鉬染している。

而し乍らかゝる鉬液の作用に基く所謂変朽安山岩化作用は、従来漠然と考へられていた程大なるものではなく、鉬脈よりの距離が極く狭い範囲内に限られる様であり、時には 1m 前後とゆう極めて接近した場所に於て鉬液の作用に基く変質作用の認め難い場合すらある。これは恐らく鉬液が上昇した際の母岩の性質、即ち岩石が脆弱なるか、又は堅硬緻密、裂隙の存在の有無、鉬液自身の温度及圧力の局部的異同とかの地質的及物理化学的條件に基因するものと考へられる。然るに所謂変朽安山岩と稱されうるものは比較的広域一大口附近では中央の鉬脈を中心として東西に略 1~1.5km—に及ぶがこの変質作用は鉬脈生成に伴う、直接の熱水熔液の影響によるものとは考へ難い。

最近、柳生六郎氏は大分縣鯛生金山に於て母岩(第三紀の角礫質兩輝石

1) 種子田定房: 地質学雜誌 Vol. 55 648-649 p. 149. 1949.

安山岩)の変質現象について研究¹⁾し、「含金銀鉍液の上昇に先立つて炭酸アルカリに富む過剰の稀薄熱水液によつて母岩が可成り広範囲に亘り緑泥石化、方解石化、黄鉄鉍鉍染、硅化、氷長石化、粘土化等の変質を蒙っている」と述べている。筆者の大口鉍山に於ける調査では、かゝる広域変質現象は緑泥石化以外は認め難く、これ以外は鉍液に伴う直接の熱水熔液の影響によるものと考へたい。しかし、大局的にみるとときには、「かゝる比較的広域の所謂変朽安山岩化作用は鉍床成生直前の種々の地質学的條件が、それに適当な場所に於て、鉍床成生の先驅をなして比較的広範囲に行われたものである」と述べていられる柳生六郎氏と同意見である。尙詳細に就ては稿を新ためて述べて見たいと思つている。

黒雲母斜長流紋岩及球顆岩 上に述べた兩輝石安山岩を貫いて噴出溢流したもので、大口鉍山附近に於ては、高雄山麓及鉍山の北西方向 460.4m 山及鉍山の東方及東北方約 2km の附近一帯に分布する。色は灰白色硅長質で流狀構造を示し、有色鉍物として少量の黒雲母、極少量の角閃石を有する。これらの中にあつて、局部的に黝灰色玻璃質の spherulitefels に漸移しているのが見られる。尙鉍山の南東約 2km の山地に於ては、球顆の大きさ直徑 (2~3mm) に達する、甚だ perlite に類似したものが広く分布している。鏡下に觀察するに、biotite-plagio liparite は稍斑狀構造を示し、斑晶としては斜長石、石英、少量の黒雲母、極少量の角閃石及正長石を有するが斑晶全体として石基の 1/5 以下である。石基は主に felty crystallites 及 small microlites によつて充たされた glassy (ground mass) である、斑晶斜長石、長柱狀、無色透明の andesine。

黒雲母：褐色、六角板狀の美晶、直徑 1~2mm 時に 3mm に及ぶ。斑晶鉍物として最も多く含まれる。球顆岩も鉍物成分は biotite-plagio liparite と略同様なが、spherulitic tex. が極めて良く発達し、前者とは全く異つた岩相を呈するが、前に述べた様に野外に於て前者と漸移的關係の見出されることや、鉍物成分等から同一源 magma より同時に、迸発されたものが、冷却固結時の物理化学的狀件の差違によつて、異つた岩質を示すに至つた事は明らかである。

此等の岩石は大口金銀鉍床の姉妹岩と目されるものであり、一部その母岩をなしていることもある。即ち浅熱水金銀鉍床の場合に於ては、本岩の岩石学的研究は勿論、岩石化学的研究 (特に微量成分) は特に応用地質学の他の重要問題に劣らず大切ではないかと思う。

熱水熔液による本岩の変質現象 鉍脈附近の流紋岩は熱水溶液の作用を

1) 柳生六郎：地質学雑誌 Vol. 56, No 656 p. 293. 1950.

受けて著しく変質され、特に盤肌では殆んど粘土化しているが、稍距つた個所でも変質現象は明らかに観察される。顕微鏡下には、斜長石の変質著しく殆んど高陵土化、絹雲母化、曹長石化作用を受けている。全般的に見て本岩の変質現象は、兩輝石安山岩の場合と比較して甚だしく大であり、所謂 selective metamorphism の行われていることを示している。

含普通輝石・紫蘇輝石一角閃石—安山岩 鉾山南方高熊山(422.0m)に於て前記 Biotite-Plapio-liparite を被覆して露出する外、鉾山の東北方約 1km の地点に岩脈をなして露出しているのが見られるのみでその分布は狭い。肉眼的には、淡灰色、黝灰色緻密な石基中に多量の斜長石(長さ 2~3mm) 多量の角閃石(2mm) 長さ及輝石類を浮べている。

鏡下に観察するに、斑晶は主に斜長石、角閃石、紫蘇輝石及少量の普通輝石よりなり、石基は hyalopilitic texture を呈し、比較的酸性の斜長石、紫蘇輝石、磁鉄鉍粒及これらを充たす黄褐色の玻璃よりなる。斑晶斜長石は自形を呈し、双晶は albite 式、Calsbad 式の双晶発達し、又 chemical composition による zonal structure も良く見られる。光学恒数より推定した化学成分は、 Ab_{48} で labradorite に相当する。

角閃石は自形を呈し褐色、多色性著しく

X=淡黄 Y=黄 Z=褐

紫蘇輝石は角閃石について可成り多量含まれ、自形又は準自形を呈す。多色性著しく

X=淡紅 Y=淡褐 Z=緑

magmatic corrosion を受けていることは屢々認められる。

普通輝石は他の coloured minerals に比し量は甚だ少いが結晶は可成大きい(長さ 2mm) ものが含まれる。

Microphenocrysts として存在する輝石は、斜方、単斜共認められるが石基中には紫蘇輝石のみで単斜輝石を欠く。(Fig 2)

含橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石—安山岩 本岩は鉾山北方約 2km の北側山背に複輝石安山岩質集塊岩の上につて小範囲に露出する外、本地域には発見出来ないが、山野町北方山地には点々之を見る事が出来る。肉眼的には灰色乃至帯淡褐色を示し多孔質で、斑晶は比較的少く、斜長石(長さ 0.5~1mm) 及少量の有色鉍物よりなり、橄欖石は極めて稀に認められる。鏡下の観察に依れば、石基は pilotaxitic texture を示し semicrystalline で多量の酸性斜長石、斜方輝石、磁鉄鉍粒及之等を埋める少量の淡黄色玻璃よりなる。石基中には空隙多く、その中への放射纖維構造を示す zeolite が二次的に生じている。

斑晶は斜長石、普通輝石及少量の紫蘇輝石、橄欖石よりなる。斜長石は

第 2 図



Fig. 2 two Pyroxene-Andesite
from Okuti. $\times 24$
P: Plagioclase Hy: Hypersthene
Ag: Augite M: Magnetite.

第 3 図

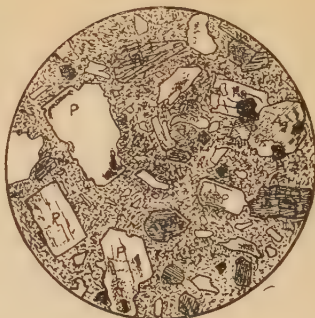


Fig 3. Augite bearing Hypers-
sthene-Hornblende-Andesite
from Takakuma-Yama, Okuti $\times 24$
P: Plagioclase Ho: Hornb-
lende Hy: Hypersthene Ag:
Augite. M: Magnetite.

第 4 図

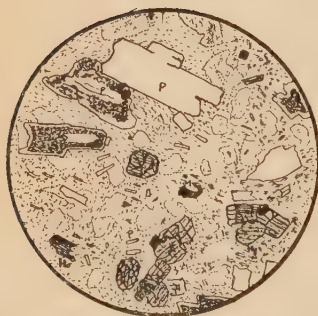


Fig 4. Hornblende, Hypersthene
bearing Augite-Andesite
from Ushio, Okuti. $\times 20$
P: Plagioclase, Ho: Hornblende
A: Augite, M: Magnetit

第 5 図



Fig. 5 Hornblende, Hypersthene
bearing Augite-Andesite from
Yamano. $\times 85$
Hy: Hypersthene pl: Plagioc-
lase. Ag: Augite.

多量に含まれ、自形、新鮮、透明、双晶は albite 式、calsbad 式良く発達し、chemical zonal structure は顕著に認められる。普通輝石は自形又は準自形を呈し、(100)面を双晶面とする聚片双晶が屢々認められる。紫蘇輝石は自形を呈し、比較的大品をなすが、その量は少い。橄欖石は自形又は準自形を示し、周辺部又は裂隙に沿い serpentinized されている。

Microphenocrysts としての輝石は普通輝石よりも比較的に紫蘇輝石が多く、石基中では殆んど斜方輝石で単斜輝石は少い。

紫蘇輝石・普通輝石安山岩 本岩は鉾山の北方約 1.5km の高地に、複輝石安山岩及之を貫く biotite-quartz-plagioliparite を被覆して小範囲に露出する。

肉眼的には灰黒色中粒～細粒緻密で灰黒色の石基中に、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石の斑晶を有している。顕微鏡下では、石基は hyalopilitic texture を示し、多量の斜長石、斜方輝石よりなる。斑晶としては多量の比較的 basic な曹灰長石、紫蘇輝石、普通輝石が含まれる。

含角閃石—紫蘇輝石・普通輝石—安山岩 本岩は鉾山業北方約 3k の 797.8m 川及其周辺の一帶に、複輝石安山岩及 biotite-quartz-liparite を被覆して、広く分布するもので本地方に於ける最も新しい時期の熔岩である。

肉眼的には、灰黒色～帯青黒色を示し、灰黒色石基中に多量の斜長石及有色鉍物を浮べ、堅硬緻密である。

鏡下に於ては斑晶は、多量の斜長石、普通輝石、紫蘇輝石、磁鉄鉍、極少量の角閃石よりなる。

斜長石は自形、新鮮透明で長さ (1.5~2mm)、双晶は albite 式、calsbad 式良く発達し、pericline 式も屢々認められる。chemical zonal structure は顯著で化学成分は $Ab_{45} \sim Ab_{56}$ と推定され、一曹灰長石である。単斜輝石は自形～準自形、淡緑色、短柱狀 (0.4~1.5mm) 双晶をなすもの多く、特に (100) を双晶面とするものが屢々認められる。又縁辺部では chemical zonal structure を僅かに認める。magmatic corrosion を受けた形跡は明らで多数の彎入を有し、結晶の辺々は chlorite に変質し一種の corona structure の如き外觀を示すものを屢々認める。

$$c\Delta Z' = 48^\circ$$

紫蘇輝石は極く僅かに含まれるが 0.5×1.6 mm 位の大品をなすことあり自形を呈し多色性は

$$X = \text{淡紅} \quad Y = \text{淡褐色} \quad Z = \text{緑}$$

紫蘇輝石と普通輝石の共生するものが、屢々認められ、而も紫蘇輝石の核

を単斜輝石が mantle していることは注意すべきことである。

角閃石は自形又は準自形を呈し少量含まれる。褐色で多色性著しく

X=淡黄色 Y=黄色 Z=褐色 $c\Delta Z'=17^\circ$

magmatic corrosion を受けた跡著しく、周辺は殆んど opacite 化している。

石基は cryptocrystalline で hyalopilitic tex. を示すが、devitrification の結果、多数の淡白色の点紋を有し、一種の spherulitic tex. を示すは本地域に於ける他の岩石には之を見ず、本岩の特徴である。石基鉱物は斜長石、斜方輝石、燐灰石、磁鉄鉱及玻璃よりなる。(Fig 4, 5)

含角閃石・黒雲母・普通輝石・紫蘇輝石・安山岩 本岩は鉱山北方山野町大字十曾附近に露出するもので、肉眼的に主岩体は灰黒色緻密であるが、局部的に、淡灰色、粗粒多孔質構造を呈する。斑晶は、主として多量の斜長石(長さ 1.5~2mm) 及有色鉱物輝石類を含むが、淡灰色、多孔質部には druse 又は fissile chasm に沿い銅赤色鱗片狀(徑 1~2.5mm 時に 3mm)の黒雲母を多量生じている。

顯微鏡下の観察によれば、灰黒色緻密部では、石基は淡黄褐色玻璃中に、斜長石、単斜、斜方兩輝石、燐灰石等を多量含む hyalopilitic tex. であるが淡灰色、多孔質部では石基は holocrystalline で pilotaxitic、構成鉱物は前者の外に無数の鱗片狀黒雲母を含む。

斑晶は兩者共に斜長石、紫蘇輝石、普通輝石を含むが、淡灰色部では多量の黒雲母及少量の閃角石を有するのに対し、灰黒色部には、此等は殆んど含まれないか、或は極めて稀にしか認められない。

斜長石は斑晶中の大部分を占め自形(長さ 0.5~1.5mm) chemical zonal structure 顯著に認められる。Ab₃₂~Ab₄₂ (Labradorite) である。双晶は比較的広い lamella を有する albite 式及 calssbad 式及 pericline 式等見られる。

紫蘇輝石は自形(長さ 0.4mm)、多色性は

X=黄紅色 Y=淡黄色 Z=淡綠色

chemical zonal structure は時に認められる。

普通輝石は自形~準自形、量は綠蘇輝石に比し稍少いが形は大きい結晶を屢々認める。普通輝石と intergrowth をなすものあり、magmatic corrosion の跡は比較的多く、又反応縁を有する。

黒雲母は、前に記載せし如く岩石の肉眼的淡灰色部に多量に産出し、灰黒部には殆んど産出しない。大きは直徑 0.5~2.5mm、時に 3mm を超える鱗片狀で、黄褐~淡褐、多色性は顯著で

X=黄色 Y=暗褐色 Z=暗褐色

本鉱物に就いては別の機会に詳しく述べる豫定であるが、こゝでは簡単に

ふれておく。即ちこの黒雲母は本岩の固結時に於ける末期の成生物で所謂 autopenmatolytic action¹⁾ による、即ち Volatile substance の「絞り出し」現象に起因するものである。即ちその産出が岩石中の完晶質、多孔質部分の druse or fissle chasm にのみ産することは之を裏書きしている。以上本鉾山附近に露出する火山岩について略述したが、尙山野町附近及山野町字布計の布計鉾山附近には、尙多数の、熔岩が 出し、本地方火山の複雑さを思わせるが、それらに就いては後日に譲ることにする。

扱て以上の岩石の外当地方の多くの岩石を通観して見るに、一般に次の如きことが言へる。

(1) 本鉾山附近の安山岩は比較的、岩漿分化の進んだ時期のものであるが、その内でも熔岩噴出の順序は比較的酸性から比較的基性への normal coarse を経ていて、分化の最晩期には例外なく黒雲母及角閃石を晶出している。

(2) 斑晶として含まれる輝石は、多かれ少かれ、常に普通輝石及紫蘇輝石を含み、何れか一方のみとゆうものはない。microphenocrysts に於てもそうであるが石基では斜方輝石及単斜輝石共に有するも、斜方輝石のみとゆうものが比較的が多い。単斜輝石は一般に普通輝石で、ピヂオン輝石は極少量か、又は殆んど含まれない。又久野博士²⁾ に従い、斑晶及石基の有色鉱物組合せを作り、これにあてはめると、鉾物成分組合せ上、極めて局限された範囲におち、各岩石の近似性を思わせる。以上の事実から考察すると、本地域の岩漿は比較的揮発性成分に富み、低溫岩漿を代表するところのものである。即ち本地域の安山岩は久野博士³⁾ の所謂紫蘇輝石系安山岩類に属すると思われる。

結 語

以上大口鉾山附近に於ける主要な火山岩類について簡単な記述と鉾母岩の変質現象についての概説を試み、岩漿が紫蘇輝石系に属することを述べた。然るに緒言で述べた様に、本地域には、広大な地均に亘つて第三紀末第四紀初期の火山岩が分布しており、その火山学的研究は將來全地域に及ぶ精細な踏査研究が為されなければ、大口鉾山附近の火山岩類の研究それ自体も極めて不十分なものになることは論を俟たない所である。

1) T. Matumoto: 前出

2) 久野 久, 地質学雑誌, Vol. 46. p. 312. 1939.

3) 久野 久, 地質学雑誌, Vol. 56. 656 p. 226. 1950.

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists and Economic Geologists.

CONTENTS

- A new occurrence of andalusite from a pegmatite at Kabutsu, Takano
Village, Fukushima Prefecture K. Omori
On the intrusive sheet developed around Sinjo-Basin T. Konda
Studies on garnet and augite placer deposits at Wa-are, South Sakhalin
(3) J. Takahashi and J. Kitahara
Petrological and Geological Studies in the vicinity of the Okuti Mine,
Kagoshima Pref. T. Yamamoto
Announcement of the Society.

Abstracts :

Frequency distribution of minerals, Kaoline minerals of the Zaô
mine etc.

Published bimonthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.